疏勒河上游土壤有机碳同位素的垂直分布特征

郭新磊[1*]，宜树华[1]，秦彧[1]，陈建军[12]

[1](冰冻圈科学国家重点实验室 中国科学院西北生态环境资源研究院（筹） 兰州 730000)

[2]（中国科学院大学 北京 101408)

摘要：土壤有机碳（SOC）含量及其δ^{13}C值的剖面分布对揭示SOC循环过程及其规律有重要意义。本研究以青藏高原东北缘疏勒河上游的不同高寒草地类型覆盖下的土壤剖面为研究对象，对高寒草原，草原化草甸和高寒草甸土壤的SOC含量，土壤pH值，碳氮比及其有机碳δ^{13}C值进行测定和分析。结果表明：1）高寒草甸土，草原化草甸土以及高寒草原土的SOC含量变化范围分别为4.7-36.1 g·kg^{-1}，2.4-21.7 g·kg^{-1}以及4.0-26.1 g·kg^{-1}；3种土壤的SOC含量均随土层深度增加而显著降低（$P<0.05$）；2）3种土壤的δ$^{13}C_{soc}$值均随着土壤剖面的加深呈现先增加再减少后稳定的格局，在10-30cm深度内，δ$^{13}C_{soc}$达到极大值，随后逐渐减少，60cm以下δ$^{13}C_{soc}$值基本稳定；不同土壤剖面δ$^{13}C_{soc}$值变化幅度不同，高寒草甸土的δ$^{13}C_{soc}$值变幅最大。3）3种土壤的碳氮比值均随着土壤剖面深度增加而显著降低($P<0.01$)，表层土壤的分解程度低于深层土壤，草原化草甸土的分解程度最高。

关键词：土壤有机碳 稳定碳同位素 疏勒河流域

分类号：Q149

Distribution of soil organic matter and carbon isotopic composition in the upper area of the Shule River

GUO Xin-lei[1,2], YI Shu-hua [1],QIN Yu[1], CHEN Jian-jun[12]

[1](State Key Laboratory of Cryospheric Sciences *Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou* 730000, *China;*

[2]（*University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 101408, *China*)

Abstract: Soil organic carbon (SOC) contents and δ^{13}C values of SOC with depth in different soil profiles (alpine meadow soil, steppe meadow soil and alpine steppe soil)can provide valuable insights into the process and mechanism of soil carbon cycle. We measured their pH value, carbon to nitrogen ratio and organic carbon content as well as the carbon isotope composition of SOC in the profiles of these three soil types. We found: 1) The SOC content in the profiles of alpine meadow soil, steppe meadow soil and alpine steppe soil varied in the range of 4.7-36.1 g·kg^{-1}, 2.4-21.7 g·kg^{-1} and 4.0-26.1 g·kg^{-1}; Average carbon concentration in OM decreased with depth. 2) The δ^{13}C values in three soil types was generally low in surface layer, increased rapidly in 10-30cm, and then decreased slowly, finally δ^{13}C values stayed stably below 60cm. Within 10-30cm depth, Delta $^{13}C_{soc}$ reached a maximum; The δ^{13}C values was diverse in different layers. Alpine meadow soil had

* 本文系国家自然科学基金项目“全球变化背景下青藏高原多年冻土退化对高寒草地的影响研究”（项目编号：41271089）的研究成果之一。

the largest extent, rang from -26.37‰~-24.32‰; 3) Carbon to nitrogen ratio declined with depth and the decomposition of subsoil is higher than topsoil, steppe meadow soil decomposed more completely than others.

Key words: Soil organic carbon; Stable carbon isotope; Shule River Basin

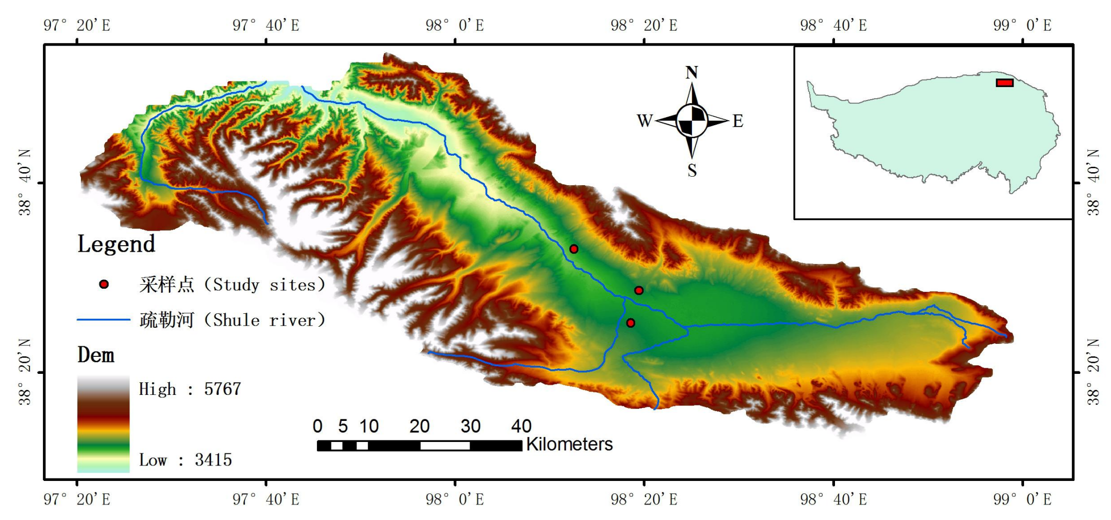
草地是地球上广泛分布的生态系统类型之一，大约占据了陆地表面积的20%，在全球碳循环中起着重要作用[1-3]。中国草地主要分布在青藏高原，内蒙古高原，东北平原，黄土高原以及新疆等地[4]。其中，青藏高原草地面积大约为1.65×10^6 km^2[5]，是中国乃至世界的重要牧区之一。青藏高原的高寒草地的生态系统的变化，关系到当地及其周边地区的生态资源环境状况，社会经济发展以及国家生态安全屏障的功能和效应[6]。草地是个巨大的碳储库，在中国陆地生态系统碳循环中扮演着极为重要的角色[7]。杨元合等[8]估算出青藏高原中高寒草地1m深度内的碳储量大约为7.4Pg，平均有机碳密度为6.5kg m^{-2}。近年来，由于受到气候变暖的影响以及人类不合理的社会经济活动的干扰，青藏高原许多地方的草地出现了不同程度的退化现象，而土壤退化是草地退化的核心部分[9-11]。

在土壤侵蚀，土地退化与全球的碳循环研究中，土壤有机质既是土壤质量的核心，又是地球表层具有活力的生态系统碳库之一，对土壤质量和气候变化都具有重大影响[12,13]。

研究表明，有机碳的稳定性同位素示踪技术在土壤碳循环的研究中，可以有效的揭示土壤有机质的分解程度，土壤碳形态和储量的微小迁移和转化，以及定量化评估新老土壤有机碳对碳储量的相对贡献[14-18]。近年来，围绕疏勒河地区在土壤温室气体排放[19]，土壤碳收支[2]以及生物多样性[20]等方面开展了大量的研究工作，但是目前鲜有涉及到该地区土壤有机碳同位素分布特征和组成的工作。为此，本研究选择疏勒河流域上游区域不同高寒草地类型覆盖下的土壤作为研究对象，采集剖面各层次土壤，根据土壤有机碳含量和δ13C值组成，探讨了不同高寒草地类型覆盖下的土壤有机质的垂直分布特征和稳定碳同位素组成差异，旨在为疏勒河上游地区土壤有机质的生物地球化学循环研究和退化草地恢复提供理论依据。

1 材料与方法

1.1 研究区域概况



研究区位于疏勒河上游，祁连山西段，青藏高原东北缘（北纬 38° 25′ ~ 38° 29′，东经 98° 12′ ~98° 29′）[2]。气候干冷，多风；年均气温—2.7℃，年均降水量 349.2mm[21]。区域面积为 1.1 万平方公里，行政区域上属于青海省海西蒙古族自治州的天峻县和甘肃省酒泉市的肃北蒙古族自治县的交界处[22]。植物优势种有：苔草(Carex tristachya)、高山嵩草（Kobresia pygmaea)、柔软紫菀（Aster tataricus）、紫花针茅（Stipa purpurea）、火绒草（Leontopodium alpinum）、西伯利亚蓼（Polygonum sibiricum）等[20]。该研究区域的多年冻土类型为阿尔金山-祁连山高寒带山地多年冻土，冻土类型以山地多年冻土为主[23]。土壤类型主要有高山寒漠土、高山草甸草原土、淡栗钙土、栗钙土、山地灰钙土等[22]。冻土区活动层的年冻结期约为 7 个月（10 月至次年 4 月）[24]。

样地编号 No. of sampling site	经度 Longitude (E)	纬度 Latitude (N)	海拔 Altitude /m	植被类型 Vegetation type	优势种 Dominant species	土壤类型 Soil frost types
1	98° 18′ 33.2″	38° 25′ 13.50″	3887	高寒草甸 Alpine meadow	紫花针茅 *Stipa purpurea*, 线叶嵩草 *Kobresia capillifolia*	过渡型冻土 Transition permafrost
2	98° 19′ 24.40″	38° 28′ 38.40″	3887	草原化草甸 Steppe meadow	青藏苔草 *Carex moorcroftii*，紫花针茅 *Stipa*	不稳定型冻土 Unstable permafrost

					purpurea	
3	98° 12′ 35 .0″	38° 33′ 1.0″	3769	高寒草原 Alpine steppe	垫型蒿 *Poa pratensis*，紫花针茅 *Stipa purpurea*	不稳定型冻土 Unstable permafrost

表 1 样地介绍

Table 1 Description of sample sites

1.2 采样方法

2014 年 7 月到 8 月期间，在研究区域内，选取了 3 个采样点，包括高寒草甸，高寒草原和草原化草甸三种植被类型。每个采样点随机选择 3 个剖面，共计 9 个剖面。剖面的基本特征以及植物优势种见表 1。每个剖面的深度为 1m，用环刀法分 10 个深度，依次从 0-10cm，10-20cm 直到 90-100cm 获取土壤样品，每个深度各取 3 次重复。带回实验室后，筛去石块与其他杂物，自然风干，土壤样品共计 270 个。

1.3 样品处理方法

1.3.1 土壤 pH 测定

土壤 pH 值的测定采用去离子水作为浸提剂，以 1：2 的土水比测定土壤 pH 值。称取过 10 目筛的自然风干的土壤样品 10.0 g 置于 50 ml 高脚烧杯中，加入 20 ml 去离子水。用玻璃棒剧烈搅动 1 min ~ 2 min，盖上铝箔，静置 30 min，然后用 pH 计（UB-7，Sartorius, 德国），取其平均值。

1.3.2 土壤有机碳含量和碳氮比比值测定

称取过 100 目筛子的土壤样品两份，每份为 5.0g，共 10.0 g，一份放入 50 ml 离心管中，加入 2 mol/L 的盐酸溶液浸泡 24 h, 盖上铝箔，期间每隔 6 个小时摇动一次，以除去土壤中的碳酸盐，然后用去离子水洗涤至中性，置于恒温干燥箱 60℃下烘干 24 h，样品在干燥器中冷却至室温，研磨。另一份送往兰州大学草地农业科技学院测试土壤有机碳和全氮。

1.3.3 土壤有机质稳定碳同位素分析

将预处理过的土壤样品装入 5 ml 的离心管中，包样，使用稳定同位素质谱仪（MAT 253，Thermo Finnigan，加利福尼亚，美国）完成碳稳定同位素测定，每一个样品至少做三个平行，并与 PDB（Pee Dee Belemnite）标准进行比较，按照如下公式进行计算：$\delta^{13}C(‰)=(R_{样品}/R_{标准}-1)\times 1000$，其中，R 样品为待测样品同位素比值（$^{13}C$ /^{12}C），R 为标准参比样品（PDB）同位素比值。分析误差小于±0.1‰。

使用 SPSS 统计软件对测数据进行单因素方差分析与相关分析，采用 Origin 9.0 软件进行图表的绘制。

2 结果

2.1 土壤 pH 值，有机碳含量和碳氮比剖面分布特征

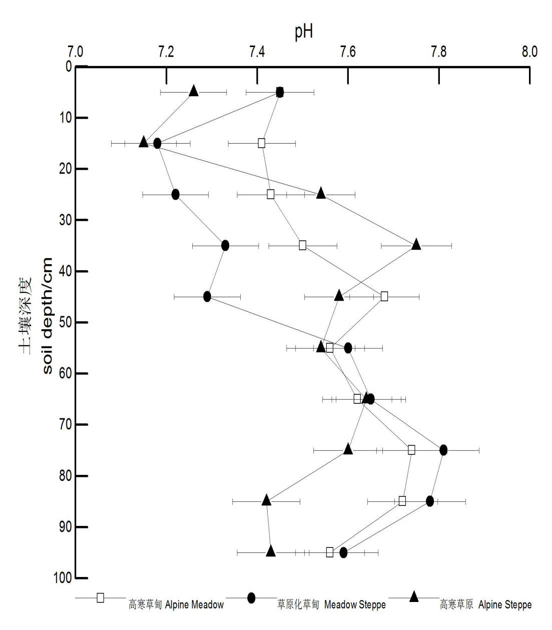


图 1 土壤 pH 随剖面深度变化

Fig. 1 Variations of pH through the soil profiles

三种植被类型覆盖下的土壤均呈弱碱性，pH 数值在 7.1-7.8 之间。随着深度增加，pH 值呈现先减少，再增加，后减少的趋势。三种植被类型覆盖下的土壤均在 10-20cm 深度内，土壤 pH 值达到最小。随着土壤深度继续增加，三种土壤的 pH 值也随着升高。草甸和草原化草甸覆盖下的土壤在 70-80cm 深度内，pH 值达到最大；而草原覆盖下的土壤的 pH 值在 60-70cm 深度内达到最大。随后，三种土壤的 pH 值均降低。整个来看，三种土壤的 pH 差异不大。

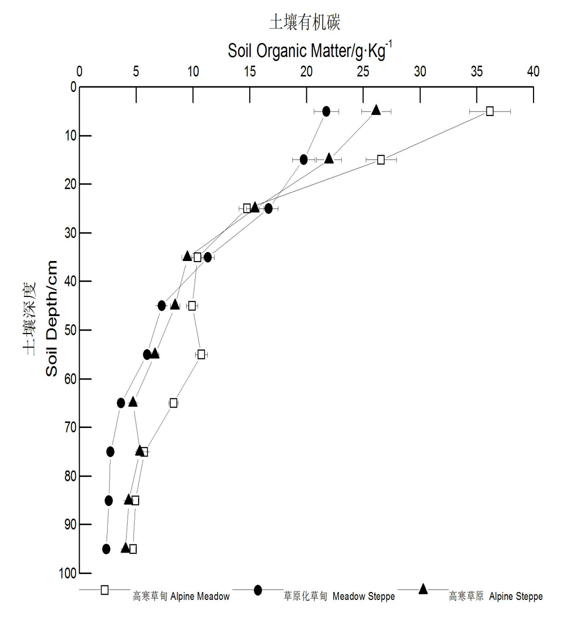


图 2 土壤有机碳含量随剖面深度变化

Fig. 2 Variations of SOC contents through the soil profiles

三种植被类型覆盖下的土壤剖面的有机碳含量均呈现随着深度增加而降低的格局。有机碳含量主要集中在 0-20cm 深度内的土壤中，在此深度内，高寒草甸土，草原化草甸土以及高寒草原土的有机碳含量分别为 62.73g/Kg，

41.48g/Kg 和 48.11g/Kg，占各自剖面总有机碳含量的 47.44%；44.12%；45.13%。三种土壤具呈现随着深度增加，有机碳含量急剧减少的趋势，高寒草甸土在 0-30cm 深度内，高寒草原土在 0-40cm 深度处，而草原化草甸土壤则在 0-50cm 深度内，有机碳的含量急剧下降。同时，70cm 深度以下各剖面有机碳含量变化均较小。

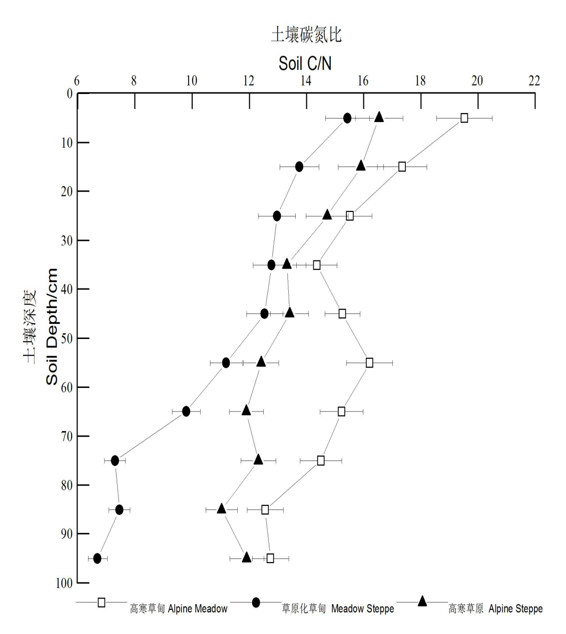


图 3 土壤碳氮比随剖面深度变化

Fig. 3 Variations of C/N mass ratios through the soil profiles

三种植被类型覆盖下的土壤的碳氮比差异明显，高寒草甸土>草原化草甸土>高寒草原土，且均呈现随着深度增加而降低的趋势。三种植被类型覆盖下的土壤的碳氮比均在表层土壤，处于最大值。在 0-40cm 深度内，三种土壤均呈现随着深度增加，碳氮比值减少的趋势。在 40-60cm 深度内，高寒草甸土的碳氮比值增加，而草原化草甸和高寒草原土的碳氮比值则轻微减少。在 60-80cm 深度内，高寒草甸土和高寒草原土的碳氮比值均减少，而草原化草甸的碳氮比值有轻微的增加。在 80-100cm 深度内，高寒草甸土和草原化草甸的碳氮比值均轻微的增加，而高寒草原土的碳氮比值减少。0-30cm 深度内，高寒草甸土，草原化草甸土和高寒草原土的碳氮比，分别下降了 4.0，2.5，1.8；而 70-100cm 深度内，高寒草甸土，草原化草甸土和高寒草原土的碳氮比，则分别下降了 1.9，0.8，1.2。

2.2 土壤有机碳同位素剖面分布特征

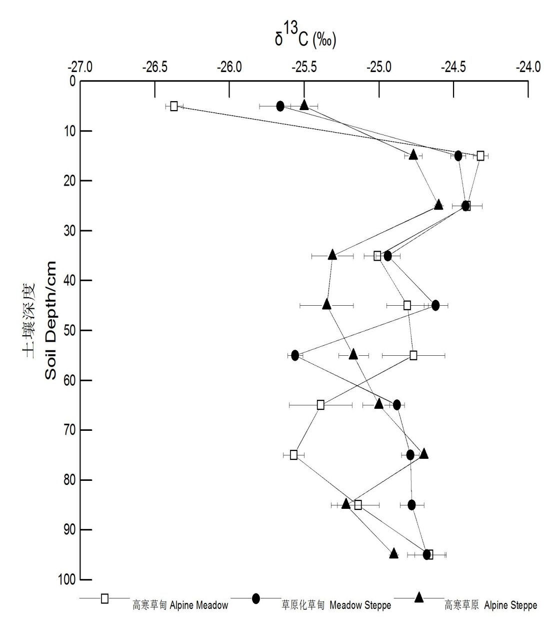


图 4 土壤有机碳δ^{13}C 值随剖面深度变化

Fig. 4 Variations of the δ13C values of soil organic matter through the soil profiles

三种植被类型覆盖下的土壤有机碳同位素均呈现随着深度增加，^{13}C 富集的趋势，富集程度为 1-2‰。随着深度增加，三种土壤的δ^{13}C 值呈现先急剧增大后逐渐减少至一定水平再稳定的格局。三种植被类型覆盖下的土壤有机碳同位素均在表层土壤处于最小值，随着深度增加，在 10-20cm 深度内，高寒草甸土δ^{13}C 值达到最大；而高寒草原土和草原化草甸壤则在 20-30cm 深度内，δ^{13}C 值达到最大。需要指出的是，表层土壤δ^{13}C 值，高寒草原土>草原化草甸>高寒草甸土，而其极大值时，高寒草原土<草原化草甸<高寒草甸土，因此，从整个土壤剖面来看，高寒草原土的δ^{13}C 值富集程度最小，草原化草甸次之，高寒草甸土的富集程度最高，变化幅度分别为 0.9‰，1.24‰，2.05‰。三种植被类型覆盖下的土壤在 20-40cm 深度内，δ^{13}C 值急剧减少。在 40-60cm 深度内，高寒草原土和高寒草甸土的δ^{13}C 值轻微增大；而草原化草甸变化比较复杂。在 60-100cm 深度内，高寒草原土和草原化草甸的δ^{13}C 值基本稳定；而高寒草甸土的δ^{13}C 值则有比较明显的增大。

3 讨论

土壤有机质是土壤的最关键属性，是土壤质量的核心。其既是土壤结构的关键物质，又是土壤生物活动的关键能量来源[25]。不同高寒草地类型覆盖下的土壤有机质存在显著差异，草原化草甸和高寒草原土明显低于高寒草甸土，尤其是 0-20cm 深度内差异最大。与前人的研究结果类似，土壤剖面有机碳含量均呈现从剖面表层向下逐渐减少的趋势[26-30]。自然系统中，土壤有机碳的平衡由植物产物的碳输入与分解作用的碳输出共同控制[31-33]。Jobbágy 等[27]分析来自全球土壤数据库的 2721 份土壤和 117 份根系生物质样品，评估了土壤碳的剖面分布。他们的采样区来自地球所有主要生态系统类型，例如：苔原，沙漠，农田，温带常绿林，温带落叶林，温带草原，热带落叶林，北方森林等。结果表明，从全球的尺度上来看，土壤剖面碳的 40%储存在 0-20cm 的深度内，并且呈现逐

渐降低的趋势。同时，不同生态系统类型覆盖下的土壤剖面碳分布差异显著。疏勒河上游不同高寒草地土壤剖面的有机碳含量主要集中在0-20cm深度内的土壤中，在此深度内，高寒草甸土的有机碳含量为62.73g/Kg，占剖面总有机碳含量的47.44%；高寒草原土有机碳含量为48.11g/Kg，占剖面总有机碳含量的45.13%；草原化草甸有机碳含量为41.48g/Kg，占剖面总有机碳含量的44.12%。研究结果显示：从草原化草甸土，高寒草原土到高寒草甸土，有机碳含量逐渐升高。这是因为高寒草甸的地上生物量最高[20]，其覆盖下的土壤拥有更多的碳输入。但是，三种不同土壤剖面从表层向下，土壤有机碳含量变化趋势不同。其中，高寒草甸土在0-30cm深度内，高寒草原土在0-40cm深度处，而草原化草甸土壤则在0-50cm深度内，有机碳的含量急剧下降。而60cm深度以下各剖面有机碳含量变化均较小。但是深层土壤有机碳的绝对数量仍是整个土壤剖面的重要部分，高寒草甸土有机碳含量的大约18%，草原化草甸土有机碳含量的大约13%以及草原土有机碳含量的大约17%，储存在60cm以下。同时，深层土壤中有机碳变化较小的一个可能原因是深层土壤中，土壤成土母质大致相同，有机质的分解程度大致相似。综上，植物凋落物对表层土壤的有机碳含量影响较大，而成土母质，土壤因素等可能对深层土壤有机碳含量影响较大。

随着土壤剖面深度的增加，土壤有机质的$\delta^{13}C$通常会富集1‰ ~ 3‰，这一现象已经被广泛的报道[34-37]。但是，该现象并没有获得一个统一的解释。其主要原因归纳起来是：（1）由于过去的200多年以来，化石燃料的大量使用和土壤有机质矿化作用加强，使得大气CO_2的碳同位素比率贫化了大约1.3‰左右，通过光合作用吸收大气CO_2的植物可能会导致表层土壤有机质碳同位素比率的降低[36]。植物光合产物以及植物凋落物等整合了大气CO_2碳同位素比率贫化信号，这些碳在土壤中沿着剖面移动时可能会产生时滞效应。即随着土壤深度加深，土壤有机质受到贫化信号的影响越少，所以土壤有机质的碳同位素比率呈现从表层到深层富集的格局[36]。（2）土壤有机质分解过程中，各组分的可降解性不同。因为植物凋落物的主要化学组成是单糖类物质，多糖（如纤维素）或者木质素[38]。随着土壤深度的增加，碳同位素比率较低的易降解类物质优先被降解，从而使碳同位素比率较高的难降解物质含量相对升高，^{13}C富集[35,39]。（3）微生物在对有机质的降解和生物合成过程中，通过回补反应固定土壤中产生的CO_2，而该CO_2具有较高的碳同位素比率，会引起微生物碳同位素组成的显著变化（1‰ ~1.5‰），而微生物产物通过选择性存留逐渐成为土壤有机质的重要组分[36]。高寒草甸土，高寒草原土以及草原化草甸土剖面$\delta^{13}C_{soc}$值随着土壤深度的变化基本一致。具体变化均为随着土壤深度的加深$\delta^{13}C_{soc}$值呈现增加-降低-不变的变化趋势。但不同高寒草地类型覆盖下的土壤剖面$\delta^{13}C_{soc}$值变化幅度不同，高寒草甸土，草原化草甸土以及高寒草原土的$\delta^{13}C_{soc}$值分别富集了2.05‰，1.24‰，0.9‰。在0-10cm深度内，高寒草甸土的$\delta^{13}C_{soc}$值最低，可能由于其地上生物量最高同时地下生物量也集中分布在0-10cm的深度内[20]，从而使得高寒草甸土具有易分解的含碳物质的量较高，受大气CO_2贫化效应影响较深的特点，^{12}C富集。10-20cm的土壤深度内，三种土壤的$\delta^{13}C$值都达到最大值，这一现象与多位学者的研究结果一致[28,39]。在10-20cm的土壤深度内，$\delta^{13}C$值呈现最高值，可能的解释是植物凋落物中易分解物质在该深度内被大量，快速的分解，使得土壤有机质的^{13}C迅速富集。20-30cm深度内，由于土壤根系在此区间

仍有分布[20]，而且根系生物量分布与土壤碳分布具有强相关性[27]，因此新的植物碳输入使得δ$^{13}C_{soc}$值迅速降低。30cm 以下，由于研究区域的植物根系在此深度内罕有分布，所以在此深度内，δ$^{13}C_{soc}$值可能由于大气 CO_2 贫化效应，微生物的回补效应以及土壤因素（pH，温度）的影响而稳定。

土壤碳氮比率指土壤有机物中碳素含量和总氮素量的比值。土壤中 95% ~ 98%的氮素来自于土壤有机质的矿化，土壤氮素矿化作用的损失与土壤有机质矿化作用的损失呈现很好的比例关系，因此碳氮比值经常被作为有机质分解的指示器[41]。微生物自身的碳氮比值为 10±2，适宜分解的植物凋落物的碳氮比值则为 30±15。三种高寒草地类型覆盖下的土壤的碳氮比值从表层向下均呈现逐渐递减的趋势，符合土壤累积的一般规律。其中，高寒草甸土的有机碳的碳氮比值范围为 12 - 19，高寒草原土为 11 - 16，而草原化草甸土则为 6 - 15。同时，三种高寒草地类型覆盖下的土壤在不同剖面上变化的幅度各不相同。0-30cm 深度内，高寒草甸土，草原化草甸土和高寒草原土，分别下降了 4.0，2.5，1.8，而 70-100cm 深度内，高寒草甸土，草原化草甸土和高寒草原土，分别下降了 1.9，0.8，1.2。李晨华等[42]利用高通量测序技术，研究了绿洲农田 20 年单施化肥与化肥配秸秆对土壤剖面中微生物群落结构的影响。其结果说明：土壤有机碳含量是影响深层土壤微生物群落的最重要因子，而全氮含量对表层土壤中微生物群落结构的影响最大。此与土壤剖面中碳氮比值的垂直分布格局可以相互印证。碳氮比值高的时候，微生物分解有机质时会存在氮受限制；而碳氮比值低的时候，有利于促进土壤中有效氮的增加，此时有机碳含量反而成为控制因子。因此，深层土壤中碳氮比值变化较小可能是由于该深度内难分解物质含量较高与土壤微生物量较少共同作用的结果。本文结果表明：表层土壤有机质的分解程度比深层土壤有机质的低，草原化草甸土的分解程度最高。

4 结论

疏勒河三种高寒草地类型覆盖下的土壤剖面有机碳含量和稳定同位素组成存在比较明显的差异。从整个土壤剖面上来看，土壤有机碳的含量呈逐渐减少的趋势，但是在剖面的不同深度内，土壤有机碳含量的变化程度不同。

随着土壤深度的增加，三种高寒草地类型覆盖下的土壤剖面有机碳的^{13}C都呈现升高-降低-稳定的格局，在 10-30cm 深度内，δ$^{13}C_{soc}$达到极大值；不同高寒草地类型覆盖下的土壤剖面δ$^{13}C_{soc}$值变化幅度显著不同（$P<0.05$），高寒草甸土的δ$^{13}C_{soc}$值变幅最大，变化范围为-26.37‰~-24.32‰。

三种高寒草地类型覆盖下的表层土壤的分解程度显著低于深层土壤，草原化草甸土的分解程度最高。

参考文献

[1] Scurlock J M,Olson R J.Estimating net primary productivity from grassland biomass dynamics measurements[J].Global Change Biology,2002,8(8):736-753.

[2] Qin Y,Yi S,Ren S,Li N,Chen J.Responses of typical grasslands in a semi-arid basin on the Qinghai-Tibetan Plateau to climate change and disturbances[J].Environmental Earth Sciences,2014,71(3):1421-1431.

[3] Field C B, Behremfeld M J, Randerson J T, Falkowski P. Primary production of the biosphere: Integrating terrestrial and oceanic compo nents[J]. Science,1998,281(5374):237-240.

[4] 陈佐忠,汪诗平.中国典型草原生态系统[M].北京:科学出版社,2000:288-246.
Chen Z Z,Wang S P.Typical Grassland Ecosystem in China[M].Beijing:Science Press,2000:288-246.

[5] Fang J Y,Liu G H,Xu S L.Soil carbon pool in China and its global significance[J].Journal of Environmental Sciences,1996,8(2):249-254.
[6] 孙鸿烈,郑度,姚檀栋,张镱锂.青藏高原国家生态安全屏障保护与建设[J].地理学报,2012,67(1):3-12.
Sun H L,Zheng D,Yao T D,Zhang Y L.Protection and Construction of the National Ecological Security Shelter Zone on Tibetan Plateau[J].Acta Geographica Sinica,2012,67(1):3-12.(in Chinese)
[7] Piao S L,Fang J Y,Ciais P,Peylin P,Huang Y,Sitch S,Wang T.The carbon balance of terrestrial ecosystems in China[J].Nature,2009,458(7241):1009-1013.
[8] Yang Y H,Fang J Y,Tang Y H,Ji C J,Zheng C Y,He J S,Zhu B.Storage, patterns and controls of soil organic carbon in the Tibetan grasslands[J]. Global Change Biology,2008,14(7):1592-1599.
[9] 龙瑞军,董世魁,胡自治.西部草地退化的原因分析与生态恢复措施探讨[J].草原与草坪,2005,06:3-7.
Long R J,Dong S K,Hu Z Z.Grassland degradation and ecological restoration in Western China[J]. Grassland and Turf,2005,06:3-7.(in Chinese)
[10] 万军.贵州省喀斯特地区土地退化与生态重建研究进展[J].地球科学进展,18(3):447-453
Wan J. Land degradation and ecological rehabilitation in Karst areas of Guizhou province, southwestern China[J]. Advance in Earth Sciences,18(3):447-453(in Chinese)
[11] 杜标增,王根绪,李元寿.近 45 年长江黄河源区高寒草地退化特征及成因分析[J]. 草业学报,2015,24(6):5-15.
Du J Z,Wang G X,Li Y S. Rate and causes of degradation of alpine grassland in the source regions of the Yangtze and Yellow Rivers during the last 45 years[J]. Acta Prataculturae Sinica,2015,24(6):5-15.(in Chinese)
[12] 潘根兴,李恋卿,张旭辉.土壤有机碳库与全球变化研究的若干前沿问题-兼开展中国水稻土有机碳固定研究的建议[J].南京农业大学学报,2002,25(3):100-109.
Pan G X,Li L Q,Zhang X H. Perspectives on issues of soil carbon pools and global change-With suggestions for studying organic carbon sequestration in paddy soils of China[J]. Journal of Nanjing Agricultural University,2002,25(3):100-109.(in Chinese)
[13] 武天云,Jeff S,李凤民,钱佩源,张树清,Sukhadev S M,王方.土壤有机质概念和分组技术研究进展[J].应用生态学报,2004,15(4):717-722.
Wu T Y,Jeff S,Li F M,Qian P Y,Zhang S Q,Sukhadev S M,Wang F.Concepts and relative analytical techniques of soil organic matter[J]. Chinese Journal of Applied Ecology,2004,15(4):717-722.(in Chinese)
[14] Wedin H A,Ties ZEN L L,Dewey B.Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation [J].Ecology,1995,76(5):1383-1392.
[15] Bemoux M,Cerri C C,Neill C,de Moraes JFL.The use of stable isotope for estimating soil organic matter turnover rates[J].Geoderma,1998,82(1-3):43-58.
[16] Del Galdo I,Six J,Peressotti A,Cotrufo M F.Assessing the impact of land-use change on soil C sequestration in agricultural soils by means of organic matter fractionation and stable C isotopes[J].Global Change Biology,2003,9(8):1204-1213.
[17] 刘启明,王世杰,朴河春,欧阳自远.稳定碳同位素示踪农林生态转换系统中土壤有机质的迁移和赋存规律[J].环境科学,2002,23(4):89-92.
Liu Q M,Wang,S J,Piao H C,The dynamics rules of soil organic matter of turnover ecosystem traced by stable carbon isotopes[J].Chinese Journal of Environmental Science, 2002,23(4):89-92.(in Chinese)
[18] 于贵瑞,王绍强,陈泮勤,李庆康.碳同位素技术在土壤碳循环研究中的应用[J].地球科学进展,2005,20(5):568-577.
Yu G R,Wang S Q,Chen P Q,Li Q K.Isotope tracer approach in soil organic carbon cycle research[J].Advances in Earth Science,2005,20(5):568-577.(in Chinese)
[19] 王杰,叶柏生,张世强,李静,吴锦奎,周兆叶.祁连山疏勒河上游高寒草甸 CO2 通量变化特征[J].冰川冻土,2011,33(3):646-653.
Wang J,Ye B S,Zhang S Q,Li J,Wu J K,Zhou Z Y.Changing features of CO2 fluxes in alpine meado in the upper reaches of Shule River,Qilianshan[J].Journal of Glaciology and geocryology,2011,33(3):646-653.(in Chinese)
[20] 陈生云,刘文杰,叶柏生,杨国靖,宜树华,王发刚,秦翔,任贾文,秦大河.疏勒河上游地区植被物种多样性和生物量及其与环境因子的关系[J].草业学报,2011,20(3):70-83.

Chen S Y,Liu W J,Ye B S,Yang G J,Yi S H,Wang F G,Qin X,Ren J W,Qin D H.Species fiversity of vegetation in relation to biomass and environmental factors in the upper area of the Shule River[J].Acta Prataculturae Sinica,2011,20(3):70-83.(in Chinese)

[21] 周兆叶,宜树华,叶柏生,任世龙,许民,李乃杰.疏勒河上游冻土区高寒草地DNVI分布特征及制约因素分析[J].草业科学,2012,29(5):671-675.

Zhou Z Y,Yi S H,Ye B S,Ren S L,Xu M,Li N J.Analysis of NDVI distribution and limiting factors of alpine grassland in permafrost area of the upper Shule River[J].Prataculturale Science,2012,29(5):671-675.(in Chinese)

[22] 盛煜,李静,吴吉春,叶柏生,王杰.基于GIS的疏勒河流域上游多年冻土分布特征[J].中国矿业大学学报,2010,39(1):32-39.

Sheng Y,Li J,Wu J C,Ye B S,Wang J.Distribution patterns of permafrost in the upper area of Shule River with the application of GIS technique[J].Journal of China University of Mining &Technolog,2010,39(1):32-39.(in Chinese)

[23] 周幼吾,邱国庆,郭东信,程国栋,李树德.中国冻土[M].北京:科学出版社,2000:309-310.

Zhou Y W,Qiu G Q,Guo D X,Cheng G D,Li S D.Geocryology in China[M]. Beijing:Science Press,2000:309-310.

[24] 夏坤,罗勇,李伟平.青藏高原东北部土壤冻融过程的数值模拟[J].科学通报,2011,56(22):1828-1838.

Xia K,Luo Y,Li W P.Simulation of freezing and melting of soil on the northeast Tibetan Plateau[J].Chinese Science Bulletin ,2011,56(22):1828-1838.(in Chinese)

[25] 潘根兴,程琨,陆海飞,李恋卿,刘晓雨,卞荣军,张旭辉,郑聚峰,郑金伟.可持续土壤管理：土壤学服务社会发展的挑战[J].中国农业科学,2015,48(23):4607-4620.

Pan G X,Cheng K,Lu H F,Li L Q,Liu X Y,Bian R J,Zhang X H,Zheng J F,Zheng J W.Sustainable soil management:an emerging soil science challenge for global development[J].Scientia Agricultura Sinica,2015,48(23):4607-4620.(in Chinese)

[26] Paul K I,Polglase P J,Nyakuengama J G,Khanna P K.Change in soil carbon following afforestation[J].Forest Ecology&Management,2000,168(1):241-257.

[27] Jobbágy E G,Jackson R B.The distribution of soil nutrients with depth:global patterns and the imprint of plants[J].Biogeochemistry,2001,53(1):51-77.

[28] 李龙波.贵州喀斯特地区典型土壤和西北黄土剖面碳、氮同位素地球化学研究[D].贵阳：中国科学院地球化学研究所,2012.

Li L B.Isotope geochemistry of soil carbon and nitrogen in typical soil types in Guizhou Karstic and Loess Plateau areas[D].Guiyang.Institute of Geochemistry Chinese Academy of Sciences.2012.

[29] Brunn M,Spielvogel S,Sauer T,Oelmann Y.Temperature and precipitation effects on $\delta^{13}C$ depth profiles in SOM under temperate beech forests[J].Geoderma,2014,235-236(2):146-153.

[30] Brunn M,Condron L,Wells A,Spielvogel S,Oelmann Y.Vertical distribution of carbon and nitrogen stable isotope ratios in topsoils across a temperate rainforest dune chronosequence in New Zealand[J].Biogeochemistry,2016,129(1):1-15.

[31] Amundson R.The carbon budget in soils[J].Annual Review of Earth&Planetary Sciences,2001,29(1):535-562.

[32] Schlesinger W H,Marks P L.Mineral cycling and the niche of Spanish moss,Tillandsia usneoides L[J].American Journal of Botany,1977,64(10):1254-1262.

[33] Knicker H.Soil organic N-An under-rated player for C sequestration in soils?[J].Soil Biology&Biochemistry,2011,43(6):1118-1129.

[34] Boutton T W,Archer S R,Midwood A J.Ziter S F,Bol R. $\delta^{13}C$ values of soil organic carbon and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem[J].Geoderma,1998,82(1-3):5-41.

[35] Natelhoffer K J,Fry B.Controls on natural nitrogen-15 and carbon-13 abundances in forest soil organic matter[J].Soil Science Society of America Journal,1988,52(6):1633-1640.

[36] Ehleringer J R,Flanagan L B.Carbon isotope ratios in belowground carbon cycle processes[J].Ecological Applications,2000,10(2):412-422.

[37] Garten C T.Relationships among forest soil C isotopic composition,partitioning,and turnover times[J].Canadian Journal of Forest Research,2006,36(9):2157-2167.

[38] Aber J D,Melillo J M,Nadelhoffer K J,Pastor J,Boone R D.Factors controlling nitrogen cycling and nitrogen saturation in northern temperate forest ecosystem[J].Ecological

Applications,1991,1(3):303-315.
[39] 刘泽涛,刘丛强,张伟,涂成龙.喀斯特地区坡地土壤有机碳的分布特征和δ^{13}C值组成差异[J].水土保持学报,2008,22(5):116-124.
Liu Z T,Liu C Q,Zhang W,Tu C L.Spatial distribution characteristics of soil organic carbon isotope composition in slopes of Karst areas[J].Journal of Soil and Water Conservation,2008,22(5):116-124.(in Chinese)
[40] 张丽霞,白永飞,韩兴国.N:P 化学计量学在生态学研究中的应用[J].植物学报,2003,45(9):1009-1018.
Zhang L X,Bai Y F,Han X G.Application of N:P stoichiometry to ecology studies[J].Acta Botanica Sinica,2003,45(9):1009-1018.(in Chinese)
[41] 李晨华,贾仲君,唐立松,吴宇澄,李彦.不同施肥模式对绿洲农田土壤微生物群落丰度与酶活性的影响[J].土壤学报,2012,49(3):567-574.
Li CH,Jia Z J,Tang L S,W Y C,Li Y.Application of N:P stoichiometry to ecology studies[J].Acta Pedologica Sinica,2012,49(3):567-574.(in Chinese)

(通讯作者: 郭新磊　E-mail:18810988626@163.com)

作者贡献说明：

郭新磊，宜树华，秦彧：提出研究思路，设计研究方案；

郭新磊：进行实验；

郭新磊，秦彧，陈建军：采集、清洗和分析数据；

郭新磊：论文起草；

宜树华，郭新磊，陈建军：论文最终版本修订。